



TITLE:

熱帯海面水温偏差とテレコネクションパターン

AUTHOR(S):

塩崎, 公大; 榎本, 剛; 高谷, 康太郎

CITATION:

塩崎, 公大 ...[et al]. 熱帯海面水温偏差とテレコネクションパターン. 平成28年度「異常気象と長期変動」研究集会報告 2017: 93-96: 共同研究 (一般共同研究) 28K-08.

ISSUE DATE:

2017-03

URL:

<http://hdl.handle.net/2433/224906>

RIGHT:

塩崎 公大 (京都大学大学院 理学研究科)
 榎本 剛 (京都大学防災研究所)
 高谷 康太郎 (京都産業大学 理学部)

1 はじめに

エル・ニーニョ/南方振動 (El Niño/ Southern Oscillation, 以下 ENSO) は、海面水温 (sea surface temperature, SST) の変動現象である。その変動は熱帯太平洋全域に及び、発生から収束まで 1~2 年程度である。ENSO は大気と海洋の相互作用により引き起こされ、全球規模での異常気象の原因の 1 つとなっている。熱帯の SST は熱帯大気の対流活動を通して、全球の大気循環に大きな影響を及ぼしている。そのため熱帯の SST の変動の大気への影響は、熱帯の大気だけにとどまらず中高緯度の大気にまで及ぶ。このような遠隔影響をテレコネクションと呼ぶ。

ENSO の大気循環場への影響は世界各地で現れるが、特に中高緯度域の北太平洋東部から北米大陸にかけて顕著な大気循環偏差を伴うことが知られている。また気温場へ影響も熱帯だけでなく全球規模で現れることが分かっている (Halpert and Ropelewski, 1992)。その中で極東域に注目してみると、極東域の冬 (12~2 月) の気候はエル・ニーニョ現象時なら暖冬に、ラ・ニーニャ現象時なら寒冬になる傾向があるとされている。しかしながら、全事例でその傾向に当てはまるわけではなく、いくつかの事例ではエル・ニーニョ現象時で寒冬に、ラ・ニーニャ現象時で暖冬になっている。

極東域の冬季の天候と大循環パターンの関係がすでに指摘されており、極東域の天候が変化するときには 2 つの大循環パターンがある (Takaya and Nakamura, 2013)。それらは極東域上層に南北双極子構造を持った WP-like パターンが位置しているパターンと、ユーラシア大陸上層に波列を持った EU-like パターンが位置しているパターンである。しかしながら、それらの 2 つの大循環パターンと ENSO との関係については詳しく言及されていない。

一方で、エル・ニーニョ時に現れるフィリピン海の気圧偏差が極東域の天候に影響を及ぼすことも指摘されている (Wang et al., 2000)。そこで本研究では、エル・ニーニョ時の日本の天候を熱帯の海面水温偏差と対流圏上層の循環パターンの関係から考える。

2 解析手法

本研究で用いたデータセットは Table. 1 の通りである。解析手順は、まず 1948 年以降の冬のエル・ニーニョとラ・ニーニャの判定を行う。ENSO の世界共通の定義はないが、本研究では気象庁の定義に準拠している。次に、それぞれの事例で極東域 (25° – 40° N, 100° – 140° E) の 925hPa 面の気温偏差の符号で暖冬事例と寒冬事例に分ける。つまり、エル・ニーニョの暖冬と寒冬、ラ・ニーニャの暖冬と寒冬の 4

つに分けられる。この領域は先行研究 (Takaya and Nakamura, 2013) において、極東域として指定された領域である。そこで暖冬事例と寒冬事例を分けることで、先行研究と本研究の比較が容易になる。分類結果は Table. 2 の通りである。最後に、その 4 つそれぞれで気温場・高度場・SST などのコンボジット解析を行う。

3 結果

解析結果として、大気の応答として大きく 2 つのパターンがあることがわかった。まず 1 つ目に、典型的な影響時に極東域上で見られる dipole パターンである。2 つ目は非典型的な影響時に見られる EU&PNA パターンである。さらに、これら 2 つのパターンが見られるとき、海面水温偏差の分布にも違いが見られた。

3.1 Dipole パターン

ENSO の極東域への典型的な影響 (エル・ニーニョ時の暖冬とラ・ニーニャ時の寒冬) をもたらした事例だけの気温場と高度場のコンボジット解析の結果は Figure. 1 の通りである (ラ・ニーニャの図は省略)。これは ENSO の全イベントのうち 70% 程度がこのパターンである。典型的な影響を受けるとき、高度場に注目すると日本の東側とその北側に作用中心を持つ南北のダイポール状の偏差のパターンが見られる。エル・ニーニョ時には南側の作用中心が正となり、その北側の作用中心は負となっている (ラ・ニーニャは反対)。このとき、これらの高度偏差は順圧的な構造をしているため、極東域は日本の東側の高気圧性偏差により南風成分が卓越する。そのため冬季アジアモンスーンはエル・ニーニョ時には弱くなり、極東域は暖冬傾向となる。この結果は Takaya and Nakamura (2013) の結果に整合的である。

また ENSO 時によく現れる Pacific/North American (PNA) パターンは明瞭ではない。

3.2 EU&PNA パターン

ENSO の極東域への非典型的な影響 (エル・ニーニョ時の寒冬とラ・ニーニャ時の暖冬) をもたらした事例だけの気温場と高度場のコンボジット解析の結果は Figure. 2 の通りである (ラ・ニーニャの図は省略)。これは ENSO の全イベントのうち 30% 程度がこのパターンである。典型的な影響時と異なり、高度場に注目すると極東域上でダイポール状の偏差は見られない。その一方で、典型的な事例では見ら

れなかった PNA パターンが非常に卓越しており、同時に有意ではないが Eurasian (EU) パターンのような波列が見られる。この EU パターンの波列の作用中心が極東域上に位置しており、その高度偏差が極東域へ典型的でない影響をもたらしている。

3.3 熱帯海面水温偏差

dipole パターン時と EU&PNA パターン時の熱帯での変動に注目した。SST、流線関数、風の偏差のコンポジット解析の結果を Figure. 3 に示す。まず熱帯の SST 偏差に注目すると、東部太平洋赤道域の暖水域が dipole パターンでは EU&PNA パターンと比べ、より西に延びている。また東部太平洋赤道域に加え、フィリピン海・海洋大陸・インド洋にも有意な SST の変動が見られる。したがって、典型的な影響が及ぶ際には、太平洋熱帯域の SST の変動は東部だけでなく西部も大きいことがわかる。

次に大気注目すると、Wang et al., 2000 で指摘されているフィリピン海上の高気圧性偏差が見られる。dipole パターンでは、このフィリピン海の高気圧性偏差と順圧的な構造をしている dipole の南側の高気圧性偏差が 1 つの大きな高気圧性偏差を構成し、それに伴って日本付近への南風成分が卓越している。一方、EU&PNA パターンではアリューシャン上の低気圧性偏差が強く、フィリピン海上の高気圧性偏差も弱く、日本付近への南風成分が弱い。したがって、西太平洋熱帯域の SST の変動に伴う高気圧性偏差の発達の程度が、極東域の天候への影響に重要であることを示唆している。

4 まとめ

エル・ニーニョ時やラ・ニーニャ時には暖冬・寒冬を決定付けるいくつかのテレコネクションパターンと太平洋熱帯域の海面水温偏差の分布に違いがあることがわかった。それらのパターンは極東域への典型的な影響（全 ENSO 事例の約 70%）で見られる dipole パターンと非典型的な影響（全 ENSO 事例の約 30%）で見られる EU&PNA パターンである。このとき、太平洋熱帯域でも違いが見られることがわかった。ENSO の事例によって SST 偏差の分布や振幅は多少異なるが、典型例と非典型例では大きく異なることがわかった。典型例では太平洋熱帯域全体で SST の変動が大きいのにに対して、非典型例では西太平洋熱帯域の変動は小さく、東太平洋赤道域の変動は典型例と比較して東にとどまっている。その違いはフィリピン海上の高気圧性偏差の強さにも表れており、東太平洋赤道域だけでなく太平洋熱帯域全体の SST の変動が極東域への天候には重要であることを示唆している。

最後に、ENSO 時によく現れる PNA パターンは典型例では明瞭ではないが、非典型例では卓越している。事例数の多い典型例のときに PNA パターンが見られない理由は、PNA パターンの振幅が他のテレコネクションパターンの振幅よりかなり大きいいた

めだと考えられる。つまり ENSO の全ての事例でコンポジットをしても、PNA パターンの高度偏差の振幅が大きいために ENSO の全ての事例で現れているように見えるだけだと示唆される。

参考文献

- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation, *Q. J. Roy. Met. Soc.*, **106**, 447–462.
- THalpert, M. S., and C. F. Ropelewski, 1992: Surface temperature patterns associated with the Southern Oscillation. *J. Climate*, **5**, 577–593.
- Takaya, K. and H. Nakamura, 2013: Interannual variability of the East Asian winter monsoon and related modulations of the planetary waves. *J. Climate*, **26**, 9445–9461.
- Wallace, J. M. and Gutzler, D. S. 1981 : Teleconnection in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784–812
- Wang et al., 2000 : Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? *J. Climate*, **13**, 1517–1536

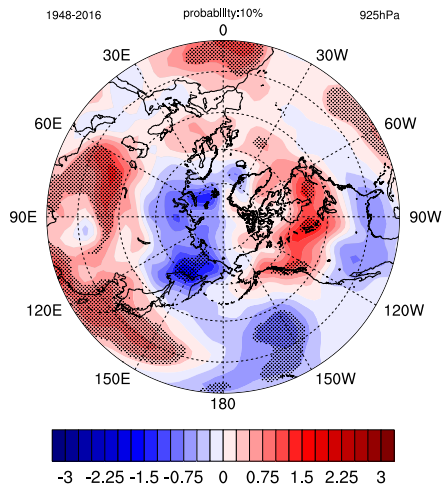
Table 1: データセット

	データ (monthly)	期間
気温・高度	NCEP Reanalysis-1	1948 年 1 月 ～2016 年 4 月
SST	Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST) v4	1918 年 1 月 ～2016 年 4 月

Table 2: 分類結果

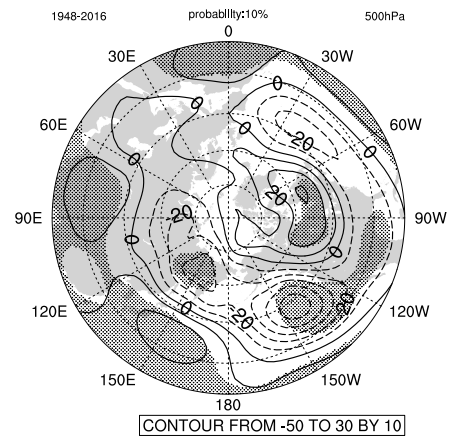
	極東域冬季	事例数	年 (1 月の年を記載)
エル・ニーニョ	暖	9	52, 58, 66, 73, 88, 92, 98, 03, 10
	寒	5	64, 70, 77, 83, 16
ラ・ニーニャ	暖	4	50, 72, 89, 99
	寒	5	55, 56, 68, 71, 74, 76, 85, 86, 96, 00, 08, 11

Temperature anomalies(WFE, El Niño):Winter



(1) 気温偏差

Height anomalies(WFE, El Niño):Winter

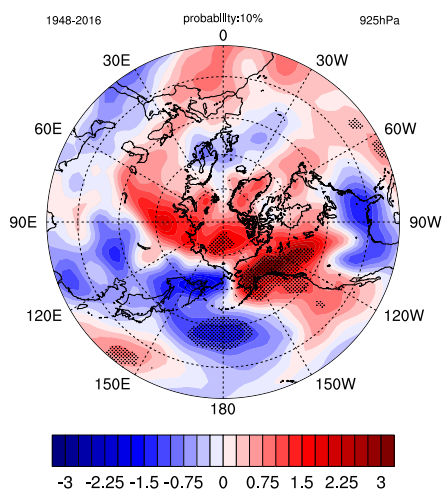


(2) 高度偏差

Figure 1: 典型例の様子 (エル・ニーニョ)

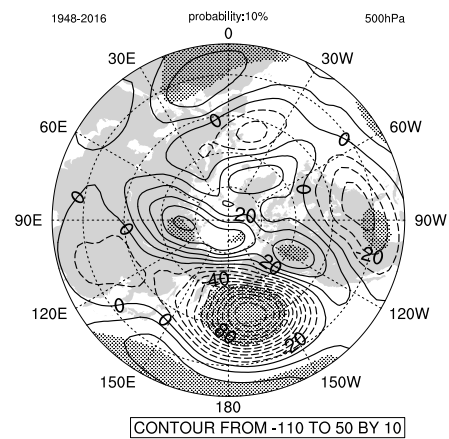
(1) は典型事例における 925hPa 面の気温偏差である。カラーで気温偏差を表す。(2) は典型事例における 500hPa 面の高度偏差である。それぞれハッチで 90%の有意性のある領域を表す。

Temperature anomalies(CFE, El Niño):Winter



(1) 気温偏差

Height anomalies(CFE, El Niño):Winter



(2) 高度偏差

Figure 2: 非典型例の偏差 (エル・ニーニョ)

Figure. 1 と同様。ただし、非典型事例のみでの解析結果である。

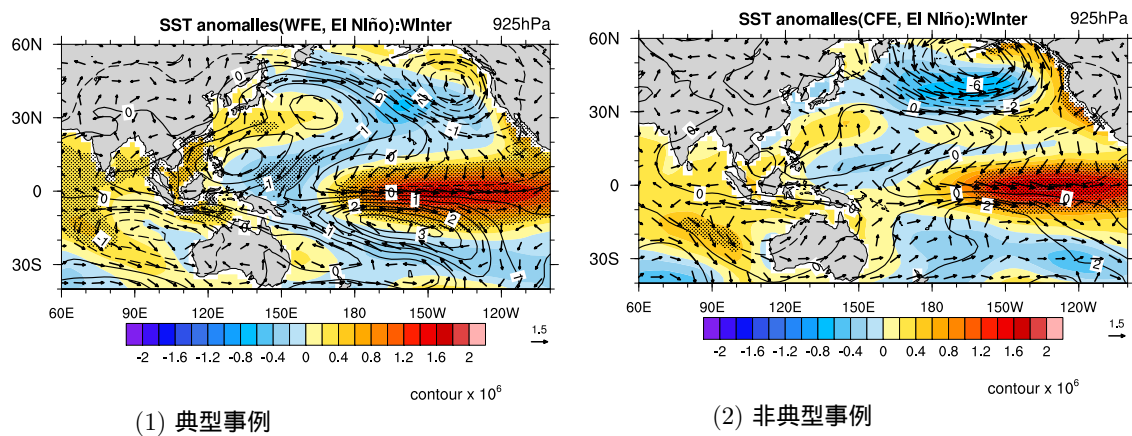


Figure 3: 海面水温と風の偏差

(1)、(2) はそれぞれ典型事例、非典型事例の熱帯域の海面水温と風の偏差を表す。コンターが流線関数、カラーが SST、ベクトルが風の偏差を表し、ハッチが 90%で有意な領域を示す。